第48卷 第1期
2025年1月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 48 No. 1
Jan. 2025

黑河下游胡杨林土壤碳空间分异特征及其影响因素

殷一丹[1,2]， 鱼腾飞[1,3,4]， 韩 拓[1,3,4]， 谭天逸[5]， 陈小玲[5]

（1. 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000；2. 中国科学院大学，北京 100049；3. 中国科学院西北生态环境资源研究院干旱区生态安全与可持续发展重点实验室，甘肃 兰州 730000；4. 中国科学院西北生态环境资源研究院阿拉善荒漠生态水文试验研究站，甘肃 兰州 730000；5. 额济纳旗林业和草原局，内蒙古 阿拉善 737300）

摘 要： 荒漠河岸林土壤碳的分布受到多重因素的影响。以黑河下游额济纳绿洲为研究区域，通过采集20个胡杨林样地0~100 cm土层土壤样品，研究了土壤有机碳（SOC）、土壤无机碳（SIC）的空间分异特征及其影响因素。结果表明：（1）0~100 cm SOC和SIC均值分别为2.90 g·kg^{-1}和10.79 g·kg^{-1}，SIC为SOC的3.72倍。（2）垂直方向上SOC和SIC随土壤深度增加而减少，水平方向上从东河上段至下段SOC与SIC虽然均呈现减少趋势，但SIC总量仍大于SOC，说明SIC是干旱区内陆河下游土壤碳的主要赋存形式。（3）土壤理化性质对SOC的解释程度较高，而对SIC的解释程度较低。其中，土壤化学性质（EC、Na^+、SO_4^{2-}、Cl^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+）对SOC的影响程度最大。综上，黑河流域下游荒漠河岸林土壤碳库是以SIC为主，且在水平和垂直方向存在明显的空间分异，土壤理化性质对SOC和SIC空间分异的影响存在差异。其中，碱性阳离子是影响SOC的主要因素，而土壤砂粒含量和容重是影响SIC的主要因素。

关 键 词： 河岸胡杨林；土壤碳；分布特征；影响因素；黑河流域

文章编号： 1000-6060(2025)01-0094-11(0094~0104)

荒漠河岸林是干旱和半干旱地区的重要生态系统，其在维持区域生态平衡、涵养水源、防风固沙和维持生物多样性方面发挥着重要作用。近年来，全球气候变化与人类活动的加剧使得干旱区生态系统变得更加脆弱[1]，土壤碳库作为碳循环的重要组成部分，对缓解气候变暖和维持生态系统健康具有重要作用，土壤碳储量变化是荒漠河岸林生态系统健康稳定与生态安全的重要指示器[2]。现今，针对干旱区碳库的研究大多集中于大尺度的区域整体分析上，研究重点主要在土壤有机碳库[3-5]，较少关注其土壤无机碳库。据估算，全球干旱区100 cm深度土壤有机碳和无机碳储量分别为470±7 Pg和578±8 Pg，表明土壤无机碳与有机碳在干旱区具有同等重要性[6-7]。据1979—1992年全国第二次土壤普查数据估算，0~100 cm深度土层内，中国土壤无机碳储量为47.10±3.30 Pg[8]；西北地区约为24.82±0.37 Pg，占全国的47.00%[9]。明确干旱区土壤有机碳和无机碳的相互作用及其分布特征，对理解干旱区碳库动态至关重要。

土壤有机碳主要来源于植物凋落物和根系分泌物的分解，是植物生长和生态系统碳循环的关键组成部分[10]。而土壤无机碳主要以碳酸盐形式存在，受土壤母质、气候条件和生物活动的影响，既是碳固定的主要途径之一，也在一定条件下通过风化和溶解作用释放CO_2，对区域碳平衡具有重要影响[11]。在中国西北地区，胡杨林作为荒漠河岸林的典型树种，其在土壤碳储存中的作用引起了一定关注，但现有研究多集中于胡杨林的植物多样性[2]和物种分布[12]、对土壤盐分[13]和养分[14]调控的响应以及生态输水漫溢对其恢复的影响[15]，而对胡杨林土壤碳

收稿日期： 2024-02-28； **修订日期：** 2024-05-21

基金项目： 阿拉善盟科技计划项目（AMTM2022-2）；内蒙古自治区关键技术攻关项目（2020GG0306）资助

作者简介： 殷一丹（2000-），女，硕士研究生，主要从事干旱区碳循环方面的研究. E-mail: yinyidan@nieer.ac.cn

通讯作者： 鱼腾飞（1987-），男，副研究员，主要从事干旱区生态水文和生态恢复方面的研究. E-mail: yutf@lzb.ac.cn

库，尤其是土壤有机碳和土壤无机碳的系统研究较少。已有研究表明，局地尺度上非生物因素，如土壤碱性阳离子[16]、粒度[17]和黏土含量[18]等会对土壤碳储量产生直接影响。因此，系统分析胡杨林土壤碳空间分异特征并探讨其影响因素，对于理解干旱区碳循环过程和评估胡杨林在区域碳平衡中的作用至关重要。陈雨晴等[19]测定的黑河下游胡杨林0~280 cm深度土壤总碳含量为20.23±2.36 g·kg^{-1}，但由于调查样地位于绿洲边缘，其空间代表性较差，需要更大范围的调查才能获得胡杨林土壤碳的分布特征。因此，本文以黑河下游额济纳绿洲胡杨林为优势建群种群的荒漠河岸林生态系统作为研究干旱区土壤碳库的切入点，于2023年9月开展了阿拉善荒漠生态水文试验研究站20个胡杨林生态水文固定样地的土壤调查与分析，旨在揭示胡杨林土壤有机碳和土壤无机碳的空间分异特征，并结合环境数据以确定影响土壤碳分布的环境因子。研究结果有助于理解干旱区碳循环中的关键过程，为全球气候变化背景下的碳管理策略提供数据支撑。

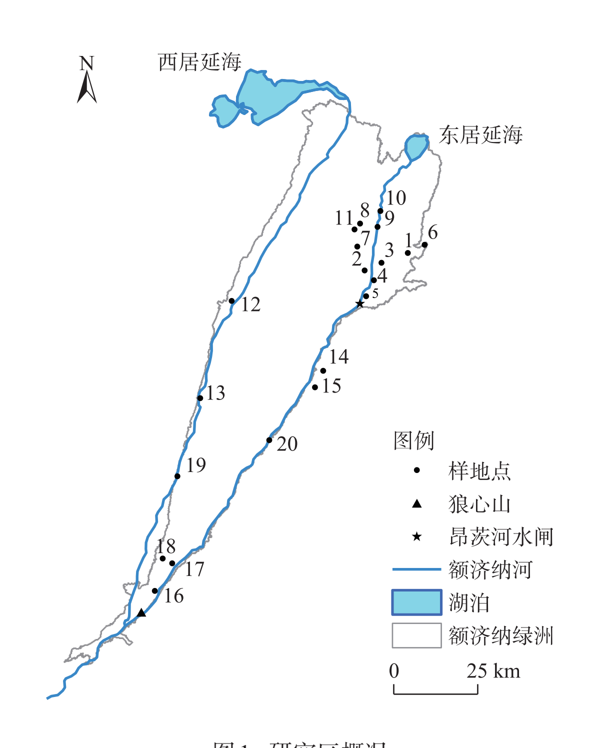


图1　研究区概况

Fig. 1　Overview of the study area

1　材料与方法

1.1　研究区概况

研究区位于中国第二大天然胡杨林分布区的额济纳绿洲（41°40′~42°40′N，100°15′~101°15′E）（图1），属黑河末端的洪积三角洲。研究区绿洲面积约为3445 km^2，气候极端干旱，1958—2017年平均年降水量为36.50 mm，平均年蒸发量为2094.20 mm，干旱指数（降水量/蒸发量）小于0.02，年均气温为9 ℃，年均相对湿度为34%[20]。研究区地势平坦，坡度小于0.002。黑河（下游称额济纳河）在狼心山分为东河和西河两支，在绿洲区形成19条河流，最终汇入东、西居延海。研究区植被类型以温带阔叶落叶林为主，其中胡杨（*Populus euphratica* Oliv.）是唯一的乔木建群树种。受黑河下游河流分布影响，胡杨主要分布在额济纳东河、西河两岸及湖积平原地带。河岸带土类主要为潮土，部分区域呈现盐化潮土；而下游天然绿洲的土类则主要为石膏灰棕漠土和林灌草甸土。

1.2　样地设置及土壤样品采集

本文在研究区内选择了20个典型的荒漠河岸胡杨林样地，主要考虑了样地的均匀分布和可达性原则，并尽量远离主要交通干道。考虑到黑河输水工程的影响，调查样地主要沿着河道两侧进行了平行或垂直于河道布设，样地编号为1~20。野外植被调查和土壤样品采集于2023年9月开展，针对每个样地，以高于地面130 cm为标准，对大于130 cm高度的植株按照胸径从小到大的顺序随机选择20棵树进行测量。测量内容包括树高、胸径和四向冠幅。高度采用瑞典Haglof公司生产的Vertex IV超声测高仪测量，胸径采用胸径尺测量，冠幅采用卷尺测量。调查样地的归一化植被指数（NDVI）由Landsat 8 OLI/TIRS影像（http://www.gscloud.cn/home）的近红外波段（NIR）和红波段（*R*）在GEE平台计算得到，即 NDVI=(NIR−*R*)/(NIR+*R*)。影像时段为2023年8—9月，云量小于5%。土壤样品采集时采用剖面挖掘法，按照0~10 cm、10~20 cm、20~40 cm、40~60 cm、60~80 cm、80~100 cm的深度分层取样。采集的土壤样品分为2类：一类是用于土壤含水量和容重测定的土壤铝盒和环刀样品，另一类是用于土壤粒径组成及土壤盐分、养分含量测定的样品，待样品自然风干后去除根系、碎石等杂质，并通过2 mm筛后保存备用。

1.3　土壤理化指标测定

土壤含水量（SWC）通过105 ℃恒温烘干法测

定，土壤容重（BD）采用体积100 cm^3环刀法测定。土壤pH与电导率（EC）采用美国Seven公司的Multi-parameter多参数分析仪测定，水土混合比为5:1，通过振荡机摇晃15 min后静置，30 min后取样品上清液测定。土壤砂粒（Sand）、粉粒（Silt）和黏粒（Clay）含量使用美国马尔文公司的Mastersizer 3000激光粒度仪测定，并根据美国农业部制土壤颗粒分级标准，将土壤颗粒划分为黏粒（<0.02 mm）、粉粒（0.02~0.05 mm）、砂粒（0.05~2.00 mm）3个级别[21]。土壤总碳（TC）采用意大利VELP公司的CN802碳氮元素分析仪测定，土壤有机碳（SOC）采用重铬酸钾-浓硫酸外加热法测定[22]，并利用TC减去SOC计算得到土壤无机碳（SIC）。另外，土壤Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}、NO_3^-、NH_4^+和F^-含量采用美国戴尔公司的ICS-2500离子质谱仪测定，分析前将土样按照水土比10:1混合后反复搅拌15 d（每5 d 1次），静置澄清10 d后取上清液测定。

1.4 数据分析

为揭示SOC、SIC垂直分布特征，采用Excel 2016和SPSS 26.0软件对数据进行统计分析，采用非参数秩和检验分析不同深度的SOC、SIC，用邓恩多重比较检验差异显著性。为揭示SOC、SIC空间分布特征，将20个样地划分为4个区域，每个区域包括5个样地：(1) 西河干流河岸带，包括16、18、19、13和12；(2) 东河中上游河岸带，即昂次河水闸以北方向，包括17、20、15、14和5；(3) 东河下游河岸带，包括4、2、7、11和8；(4) 东河下游绿洲核心区，此区域为额济纳绿洲的主体部分，包括9、10、3、1和6。采用ArcGIS 10.8探查不同样点SOC、SIC分布；为揭示荒漠河岸林环境因子与土壤碳含量之间的关系，采用线性回归和降维分析对环境因子进行分类。在R Studio中进行方差分解评估环境因子对碳含量的解释程度，在Amos 26.0中利用结构方程模型对SOC、SIC进行路径分析以确定土壤碳组分含量的影响机制。

2 结果与分析

2.1 土壤碳组分含量垂直变化特征

通过对黑河下游胡杨林SOC、SIC的垂直变化差异分析可见（表1），SOC和SIC随着土壤深度的增加而下降。0~10 cm与10~20 cm、20~40 cm、40~60 cm、60~80 cm、80~100 cm土层SOC含量差异显著（P<0.05），但SIC含量在不同深度之间的差异均不显著。SIC与SOC的比值（SIC:SOC）与SOC垂直变化存在相反的趋势，其随着土壤深度的增加而增加，0~10 cm与60~80 cm和80~100 cm土层之间差异显著（P<0.05），10~20 cm与80~100 cm土层之间差异显著，其他土层之间的差异均不显著。胡杨林100 cm深度SIC大于SOC，其均值分别为10.79±1.09 g·kg^{-1}和2.90±0.68 g·kg^{-1}，前者为后者的3.72倍。

2.2 SOC、SIC水平变化特征

通过对黑河下游胡杨林SOC、SIC的水平变化差异分析可见（表2），0~100 cm土层，SOC从东河中上游到下游河岸带再到下游绿洲核心区逐渐减少，西河干流河岸带与东河下游河岸带大致相当；SIC在东河中上游和下游河岸带均较高，东河下游绿洲核心区次之，西河干流河岸带最低。与SIC相反，SIC:SOC在东河下游绿洲核心区最高，东河中上游和下游河岸带次之，西河干流河岸带最低。

通过对黑河下游胡杨林SOC、SIC水平占比变化分析可见（图2），0~100 cm土层西河干流、东河中上游、东河下游河岸带和东河下游绿洲核心区SOC占比变化范围分别为21%~30%、10%~37%、16%~

表1 0~100 cm土层土壤碳含量的垂直变化

Tab. 1 Vertical variations of soil carbon content in soil layers from 0 to 100 cm

深度/cm	SOC/g·kg^{-1}	SIC/g·kg^{-1}	SIC:SOC
0~10	6.22±1.18^a	12.87±1.71^a	3.87±0.65^a
10~20	3.38±0.55^b	11.69±0.76^a	5.01±0.63^{ab}
20~40	2.28±0.29^b	10.89±0.75^a	5.80±0.52^{ac}
40~60	2.13±0.29^b	10.98±0.82^a	6.29±0.53^{ac}
60~80	1.93±0.45^b	9.11±1.05^a	6.77±0.65^{bc}
80~100	1.46±0.27^b	9.18±0.99^a	7.89±0.99^c

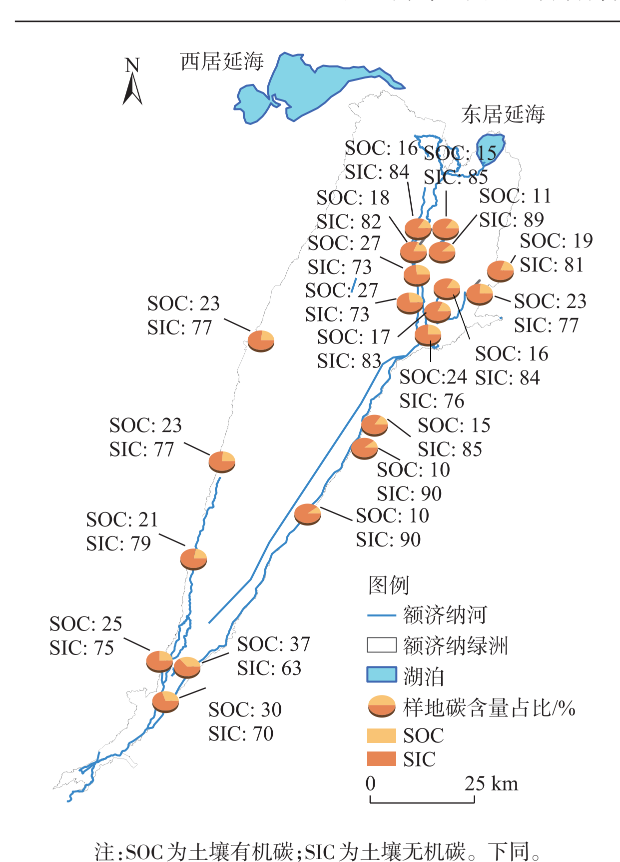
注：SOC为土壤有机碳；SIC为土壤无机碳；SIC:SOC为土壤无机碳与土壤有机碳的比值；表中数值为均值±标准误；不同小写字母表示不同土层间差异显著（P<0.05）。下同。

表2 不同区域0~100 cm土层土壤碳含量的空间变化

Tab. 2 Spatial variations of soil carbon content in soil layers from 0 to 100 cm in different regions

区域	SOC/g·kg^{-1}	SIC/g·kg^{-1}	SIC:SOC
西河干流河岸带	18.21±3.19^a	54.98±8.14^a	4.88±0.72^a
东河中上游河岸带	20.34±7.89^a	69.45±12.48^a	6.19±1.31^a
东河下游河岸带	17.39±2.46^a	70.61±3.87^a	6.17±0.55^a
东河下游绿洲核心区	13.66±2.74^a	63.87±5.09^a	6.52±0.35^a

注：不同小写字母表示不同区域间差异显著（P<0.05）。下同。



注：SOC为土壤有机碳；SIC为土壤无机碳。下同。

图2　不同区域0~100 cm土层SOC、SIC空间分布

Fig. 2　Spatial distribution of SOC and SIC in soil layers from 0 to 100 cm in different regions

27%和11%~23%，黑河下游胡杨林土壤碳主要以SIC形式存在。

2.3　土壤碳含量与理化因子的关系

通过对黑河下游胡杨林土壤环境因子垂直变化差异分析可见（表3），随着土壤深度的增加，SWC、Clay、Silt呈先增大后减小趋势，EC、Sand呈先减小后增大趋势。BD随土壤深度的增加而增加，相反，土壤离子含量随土壤深度的增加而减小。BD在0~10 cm和10~20 cm土层与80~100 cm土层差异显著。此外，EC、Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}和NH_4^+在0~10 cm与10~20 cm、20~40 cm、40~60 cm、60~80 cm和80~100 cm土层差异显著；Mg^{2+}、Cl^-在0~10 cm与20~40 cm、40~60 cm、60~80 cm和80~100 cm土层差异显著；SWC、Clay、Silt、Sand、pH、K^+、NO_3^-和F^-在各土层间差异不显著（P<0.05）。

通过对黑河下游胡杨林土壤环境因子水平变化差异分析可见（表4），综合所有土层深度来看，西河干流河岸带BD和pH值最大、F^-含量最多，东河中上游河岸带SWC、EC、Clay、Silt、Na^+、Mg^{2+}和NO_3^-含量最多，东河下游河岸带K^+、Ca^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}和NH_4^+含量最多，东河下游绿洲核心区Sand含量最多。其中，在所有环境因子中仅BD在不同区域内存在显著差异。具体地，西河干流河岸带和东河中上游河岸带与东河下游河岸带之间差异显著（P<0.05）。

SOC与土壤理化指标之间存在显著相关，与植被指标之间不存在显著相关。具体地，土壤指标中的BD、SWC、Clay、Silt、Sand、pH、EC和除F^-、NO_3^-之外的土壤离子均与SOC显著相关。同样，SIC与土壤理化指标之间也存在显著相关，与植被指标不存在显著相关。具体地，土壤指标中的BD、SWC、Clay、Silt、Sand、pH和土壤离子（NH_4^+、K^+、Na^+、Cl^-和Mg^{2+}）均与SIC显著相关（P<0.1）（图3）。土壤Clay、Silt、Sand、EC、SO_4^{2-}、Cl^-、Na^+、Mg^{2+}对于预测SOC变化的相对重要性是显著的（图4a），土壤BD、SWC、Clay、Silt、Sand、EC、Mg^{2+}、NO_3^-、Ca^{2+}、SO_4^{2-}对于预测SIC变化的相对重要性是显著的（P<0.1）（图4b）。

在对上述变量进行进一步的线性回归分析后，图中仅显示了具有显著性（P<0.05）的环境指标的线性回归结果。分析发现，与SOC存在极显著关系的变量为EC、SWC、Sand、Silt、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^-、

表3　0~100 cm土层土壤环境因子的垂直变化

Tab. 3　Vertical changes of soil environmental factors in soil layers from 0 to 100 cm

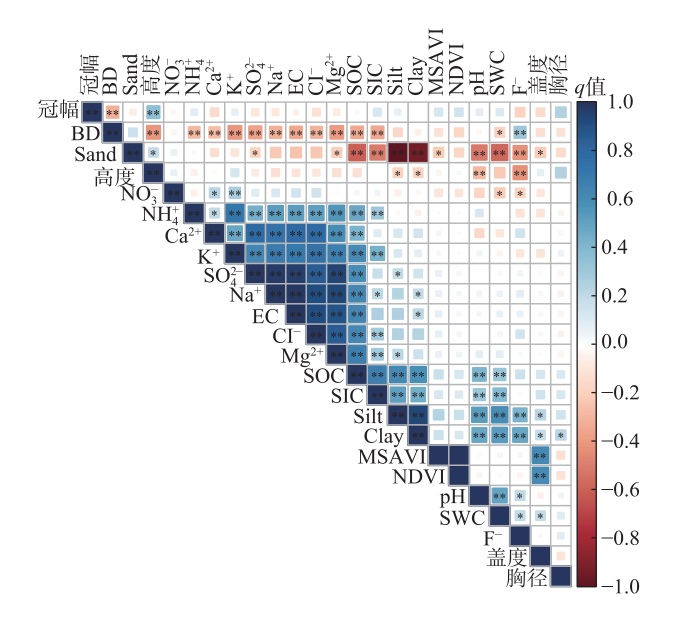
深度 /cm	SWC /%	EC /μS·cm^{-1}	BD /g·cm^{-3}	Clay /%	Silt /%	Sand /%	pH	Na^+ /mg·kg^{-1}	K^+ /mg·kg^{-1}	Mg^{2+} /mg·kg^{-1}	Ca^{2+} /mg·kg^{-1}	Cl^- /mg·kg^{-1}	SO_4^{2-} /mg·kg^{-1}	NO_3^- /mg·kg^{-1}	NH_4^+ /mg·kg^{-1}	F^- /mg·kg^{-1}
0~10	2.67^a	6565.01^a	1.20^a	0.94^a	16.39^a	82.34^a	8.26^a	12661.18^a	2054.27^a	2437.60^a	2557.03^a	15192.84^a	36185.14^a	68.89^a	26.24^a	3.26^a
10~20	4.05^a	1673.37^b	1.33^a	1.24^a	21.31^a	77.41^a	8.26^a	2201.89^b	440.93^a	512.98^{ab}	716.86^b	2369.10^{ab}	3790.51^b	308.73^a	2.69^b	2.01^a
20~40	4.81^a	864.35^b	1.34^{ab}	0.93^a	19.37^a	79.70^a	8.32^a	862.98^b	219.97^a	234.56^b	448.77^b	735.14^b	1682.19^b	126.49^a	1.91^b	2.27^a
40~60	6.08^a	668.27^b	1.35^{ab}	1.28^a	23.51^a	75.21^a	8.29^a	597.67^b	166.50^a	165.39^b	270.33^b	522.72^b	870.95^b	75.26^a	1.44^b	1.86^a
60~80	4.24^a	511.39^b	1.43^{ab}	1.12^a	17.20^a	81.68^a	8.25^a	461.83^b	128.85^a	158.42^b	208.77^b	373.32^b	691.78^b	40.03^a	1.65^b	2.28^a
80~100	4.41^a	549.81^b	1.40^b	0.65^a	12.18^a	87.09^a	8.26^a	476.96^b	94.68^a	174.27^b	234.79^b	411.50^b	725.31^b	33.74^a	1.41^b	2.31^a

注：SWC为土壤含水量；EC为土壤电导率；BD为土壤容重；Clay为土壤黏粒；Silt为土壤粉粒；Sand为土壤砂粒。下同。

表4 不同区域0~100 cm土层土壤环境因子的水平变化

Tab. 4 Horizontal changes of soil environmental factors in soil layers from 0 to 100 cm in different regions

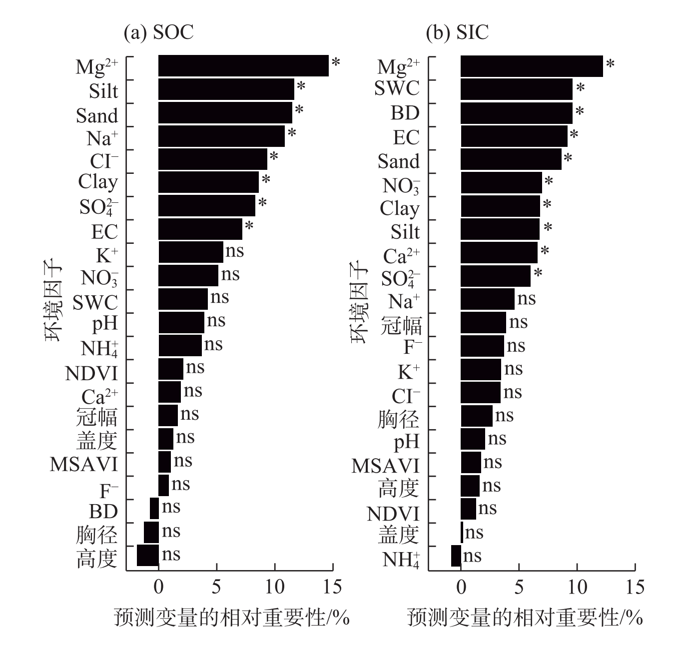
区域	SWC /%	EC /μS·cm^{-1}	BD /g·cm^{-3}	Clay /%	Silt /%	Sand /%	pH	Na^{+} /mg·kg^{-1}	K^{+} /mg·kg^{-1}	Mg^{2+} /mg·kg^{-1}	Ca^{2+} /mg·kg^{-1}	Cl^{-} /mg·kg^{-1}	SO_4^{2-} /mg·kg^{-1}	NO_3^{-} /mg·kg^{-1}	NH_4^{+} /mg·kg^{-1}	F^{-} /mg·kg^{-1}
西河干流河岸带	3.41^{a}	1643.04^{a}	1.47^{a}	0.99^{a}	17.81^{a}	81.17^{a}	8.30^{a}	12837.45^{a}	1392.28^{a}	3782.32^{a}	4970.43^{a}	9943.69^{a}	28759.40^{a}	175.53^{a}	25.49^{a}	19.01^{a}
东河中上游河岸带	5.30^{a}	3059.05^{a}	1.45^{a}	1.30^{a}	21.88^{a}	76.64^{a}	8.25^{a}	34032.60^{a}	2746.63^{a}	7250.30^{a}	3711.86^{a}	28250.52^{a}	56831.60^{a}	1523.25^{a}	9.09^{a}	15.54^{a}
东河下游河岸带	4.40^{a}	2063.75^{a}	1.12^{b}	0.84^{a}	19.14^{a}	79.94^{a}	8.25^{a}	20224.23^{a}	7124.88^{a}	2839.65^{a}	7440.17^{a}	38355.39^{a}	86618.00^{a}	404.57^{a}	42.15^{a}	7.41^{a}
东河下游绿洲核心区	4.40^{a}	455.63^{a}	1.33^{ab}	0.98^{a}	14.48^{a}	84.54^{a}	8.29^{a}	1955.77^{a}	1157.02^{a}	860.60^{a}	1623.78^{a}	1868.88^{a}	3574.50^{a}	509.24^{a}	5.49^{a}	5.12^{a}



注:SWC为土壤含水量;EC为土壤电导率;BD为土壤容重;Clay为土壤黏粒;Silt为土壤粉粒;Sand为土壤砂粒;NDVI为归一化植被指数;MSAVI为土壤调整植被指数;*q*值为SOC、SIC与环境因子之间的相关程度;*、**分别表示在$P<0.1$、$P<0.05$水平上显著。下同。

图3 SOC、SIC与环境因子之间的相关关系

Fig. 3 Correlation between SOC, SIC and environmental factors



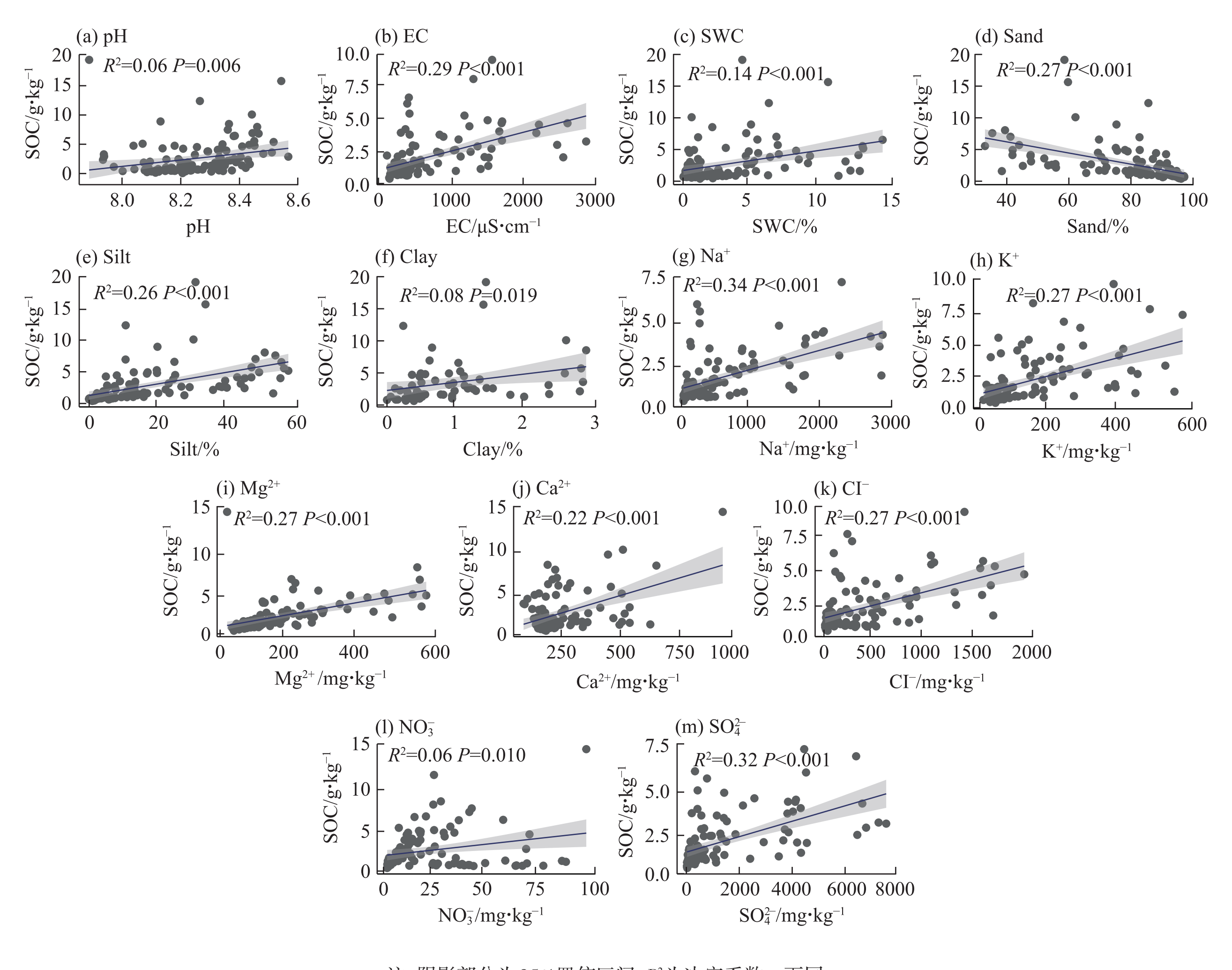
注:*表示在$P<0.1$水平上显著;ns表示无显著。

图4 环境因子的相对重要性

Fig. 4 Relative importance of environmental factors

SO_4^{2-};与SIC存在极显著关系的变量为EC、BD、SWC、Sand、Silt、Na^{+}、K^{+}、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^{-}、SO_4^{2-}。其中,SOC与EC、SWC、Silt和土壤离子(Na^{+}、K^{+}、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^{-}、SO_4^{2-})的线性关系呈极显著正相关,与Sand的线性关系呈极显著负相关($P<0.001$)(图5);SIC与EC、SWC、Silt和土壤离子(Na^{+}、K^{+}、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Cl^{-}、SO_4^{2-})的线性关系呈极显著正相关,与BD、Sand的线性关系呈极显著负相关($P<0.001$)(图6)。

通过对环境变量降维分析得到土壤物理(Sand、BD)、化学(Na^{+}、SO_4^{2-}、EC、Cl^{-}、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+})和综合性质(pH、SWC、Silt)3个组合。这3个组合对SOC和SIC的解释程度如下:土壤物理、化学和综合性质能够解释72.00%的SOC;土壤物理、化学和综合性质能够解释32.00%的SIC(表5)。在结构方程路径分析中,对于SOC,土壤化学性质对SOC的影响最大且为正向关系(路径系数为0.63),其次是土壤综合性质(路径系数为0.18),而土壤物理性质对SOC的影响程度较大且为负向关系(路径系数为−0.27)。对于SIC,土壤物理和化学性质均与SIC呈现负向关系(路径系数分别为−0.73和−0.26),其中土壤化学性质的影响程度更大。另外,SOC对SIC的正向影响路径系数高达0.81(图7)。



注：阴影部分为95%置信区间；R^2为决定系数。下同。

图5　SOC与环境因子回归分析

Fig. 5　Regression analysis of SOC and environmental factors

3　讨 论

3.1　胡杨林区土壤碳含量变化

在0~20 cm土层，研究区胡杨林SOC（4.80±0.87 g·kg⁻¹）高于塔里木盆地南缘于田绿洲农田外围同土壤类型的荒地（2.29 g·kg⁻¹）[23]，这主要是由于植被覆盖较好；相反，胡杨林0~20 cm土层SIC（10.04±0.90 g·kg⁻¹）远低于塔里木盆地南缘于田绿洲农田外围同土壤类型的荒地（25.86 g·kg⁻¹），这主要是由于额济纳绿洲土壤母质中钙质和其他碳酸盐矿物较低且灌溉水多为黑河来水，较融雪水来说盐分较低，与位于塔克拉玛干沙漠南缘的于田绿洲存在条件差异，导致碳酸盐积累差异。研究区0~20 cm、20~40 cm、40~60 cm土层SOC占0~100 cm土层的比例与新疆农田和荒漠生态系统结果差异较大，新疆农田和荒漠生态系统SOC占比分别为27.30%~35.30%、23.10%~24.60%和15.80%~17.50%[24]，本文SOC占比分别为45.23%~59.37%、11.44%~14.77%和10.57%~13.91%。额济纳绿洲0~20 cm SOC占比高于新疆农田和荒漠生态系统的主要原因在于，胡杨林等植被在额济纳绿洲有较高的生物量和有机物输入，且较好的生态保护措施有助于保持表层SOC，干旱环境下分解速率较低，使得有机质更易于在表层积累。本文0~50 cm土层SIC占比与全国结果差异也较大，全国SIC储量占比为57.86%[8]，本文SIC含量占比为71.67%。这是由于额济纳绿洲的干旱气候和高蒸发量导致土壤盐渍化，使得碳酸盐在土壤中积累，且有机质相较全国其他生态系统有机质输入少，SIC占比显得更高。综上，在进行干旱区碳储量估算时，应充分考虑不同生态系统、同一生态系统下不同土壤类型的空间异质性对土壤碳储

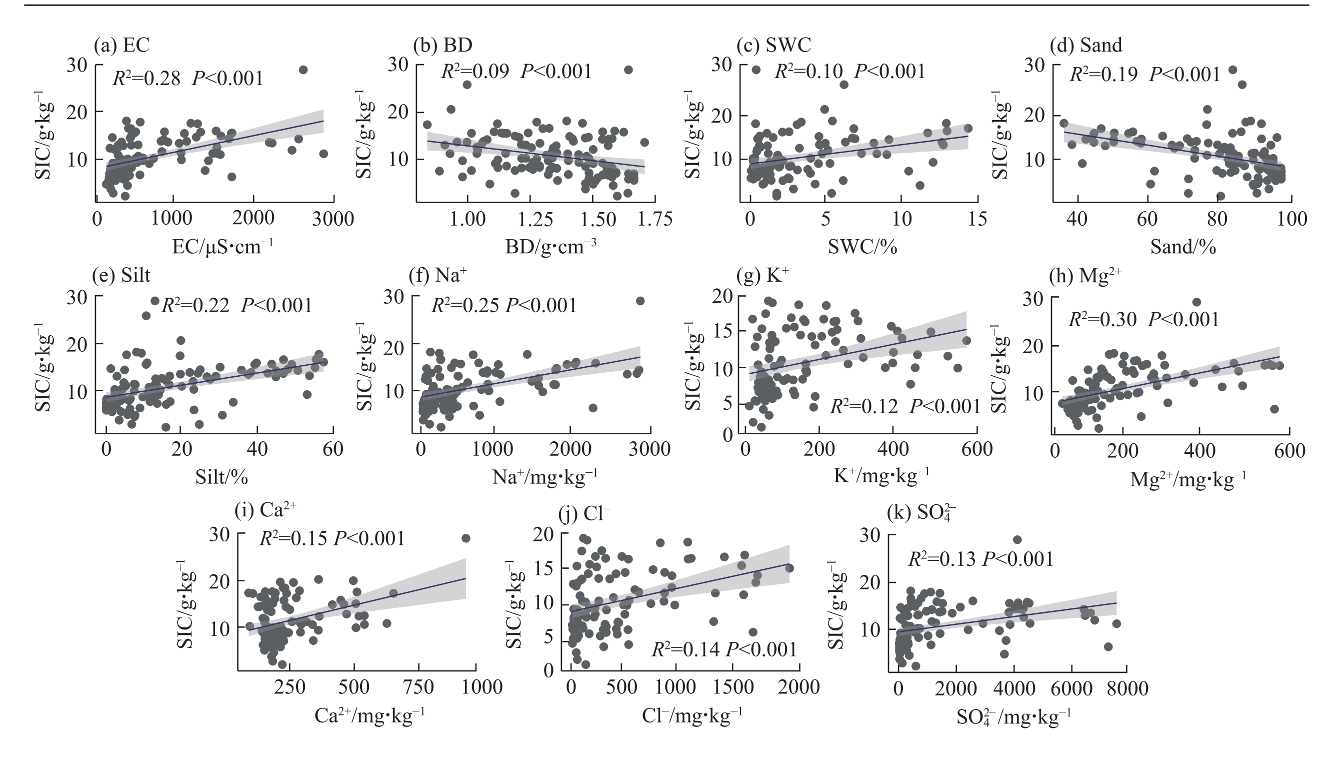


图6 SIC与环境因子回归分析

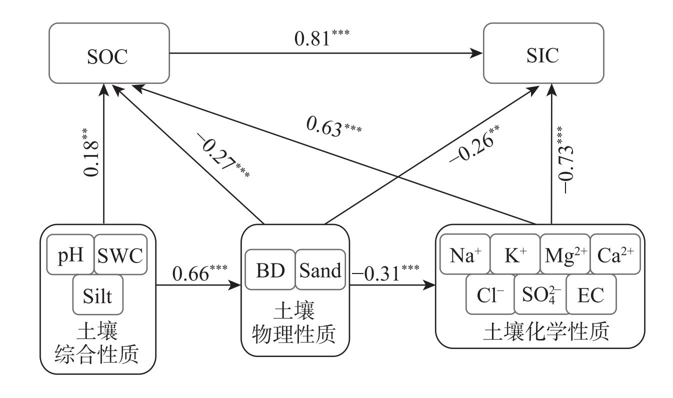
Fig. 6 Regression analysis of SIC and environmental factors

表5 环境因子组合对SOC、SIC的解释程度

Tab. 5 Interpretation degree of SOC and SIC by combination of environmental factors

环境因子组合	SOC	SIC
土壤综合性质	0.02	0.01
土壤物理性质	0.04	0.10
土壤化学性质	0.37	0.03
土壤综合性质×土壤物理性质	0.06	0.11
土壤综合性质×土壤化学性质	−0.01	0.01
土壤物理性质×土壤化学性质	0.07	−0.02
土壤综合性质×土壤物理性质×土壤化学性质	0.02	−0.01
残差项	0.28	0.68

注:残差项为不能解释的部分。



注:**、***分别表示在P<0.05、P<0.01水平上显著。

图7 SOC、SIC结构方程路径分析

Fig. 7 Path analysis of SOC, SIC structural equations

量估算造成的偏差,以确保评估的准确性和可靠性。

垂直方向上,胡杨林SOC与SIC的变化具有森林生态系统的典型特征[25],即随着土壤深度的增加SOC、SIC逐渐减少。SOC随深度增加而减少是显而易见的,表层低容重(1.20 g·cm⁻³)的土壤具有更好的通气性和渗透性,有利于微生物活动和植物枯落物的分解,从而使表层SOC较高。但是,对于胡杨林SIC的表层富集现象,一方面可能是由于表层土壤能够通过非生物作用固定大气中的CO_2,从而使得表层SIC较高。如果无灌溉水或灌溉水量较小时,SIC难以随水分进入地下水[26]。这一解释在塔里木盆地南缘土壤碳垂直分布的研究[22]中得到了证实。另一方面,强烈的蒸发导致土壤盐分的表层富集,进而通过化学过程以碳酸盐方式形成SIC。但是,有研究表明盐分的增加对SIC中的碳酸钙形成过程具有抑制作用[27],这与本文中土壤化学性质指标对SIC具有负向效应的结果一致(图7),这意味着SIC应随着土壤深度的增加而增加(与盐分相反)。但事实上,SIC垂直分布随深度增加而略有减

少(表2),可能的原因之一是本文土壤取样深度不够,导致SIC与离子含量随深度增加而增加的趋势并未出现。而最可能的原因是由于胡杨林地下水埋深相对较浅,深层的CO_3^{2-}和HCO_3^-离子易溶于水被带入浅层地下水中,这与Mg^{2+}和Ca^{2+}在0~80 cm土层逐渐减少,80~100 cm土层略有增加的结果相印证(表3)。由此可见,对于以地下水为主要水分来源的荒漠河岸林,SIC的垂直分布与地下水的埋深密切相关。为了深入理解SIC的垂直分布和影响因素,一是要增加取样深度,二是要查明地下水埋深状况。

与显著的垂直分异不同,胡杨林SOC、SIC水平分布有差异但不显著(表2)。研究区内自河流上段至下段沿岸的胡杨林漫溢区SOC呈下降趋势,SIC呈上升趋势。由土壤环境因子的水平变化(表4)可知,仅有土壤BD在水平方向上差异显著,而可能会对该区域碳组分含量产生影响的因素,如Sand、Clay、Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、SO_4^{2-}等并无明显差异。由于水文驱动下的水蚀过程对土壤颗粒的搬运具有选择性,侵蚀泥沙主要以细颗粒为主,径流将优先搬运土壤表层中的较轻组分(Clay和Silt)[27]。淹水环境使相当一部分SOC随水流失,对表层SOC影响最为明显,这可能是SOC呈下降趋势的原因。高孔隙度土壤通过促进有机酸的生成和Ca^{2+}的螯合,使得这些Ca^{2+}更容易与CO_3^{2-}结合形成$CaCO_3$沉淀,进一步增加了SIC,这可能是SIC含量呈上升趋势的原因,与Zhou等[28]研究结果一致。因此,在这些因素的共同作用下,胡杨林SOC、SIC在水平分布上存在差异。

3.2 胡杨林区土壤碳含量的影响因素

土壤理化性质对研究区胡杨林SOC的解释程度高于SIC(图7),原因如下:一方面,研究区以砂质土壤为主,黏粉粒含量较少,不利于土壤团聚体的形成,因而土壤物理因子对SOC产生负效应。另一方面,该区土壤化学性质(土壤盐分)对SOC的影响最大,土壤物理性质的影响次之。在较高的土壤离子浓度下,土壤盐分通过阳离子桥接促进SOC与土壤颗粒结合,从而限制了土壤微生物对SOC的分解,对SOC保存起到了保护作用。综上,土壤理化性质对SOC的净影响是正向与负向影响之间的叠加结果[29]。

传统上认为,SIC由非生物因素主导,包括土壤湿度、pH、碱性阳离子和CO_2分压等[30]。研究结果显示:在0~100 cm深度土壤中pH、SWC等非生物因子并无显著性差异的前提下,根据碳酸盐沉淀溶解反应和矿物碳酸化反应平衡,不同土壤深度下生物驱动因素的相对重要性被凸显出来。植物因素通过2种机制影响SIC:首先,植物因子可通过直接吸收或微生物分解置换碱性阳离子导致SIC向CO_2转化[31];其次,植物根系也可通过分泌有机酸、提高CO_2分压等途径降低土壤pH,进而使SIC含量下降[32]。微生物因素通过3种机制影响SIC:首先,微生物可通过呼吸作用提高土壤CO_2分压驱动碳酸盐溶解过程;其次,微生物通过自身代谢释放质子和有机酸加速碳酸盐中和;最后,通过促进微生物的生物反应(如硝化细菌的氧化过程以及固氮细菌的固氮过程)产生螯合物和胞外酶作用于土壤致使SIC下降[33]。

另外,SOC和SIC之间也存在复杂的相互关系。本文中胡杨林SOC的增加促进了SIC的增加,这与毛乌素沙地人工林地SOC与SIC的正相关关系一致[34]。一方面,由于黑河分水带来了大量富含SOC和SIC的泥沙,在下游河水漫溢的过程中沉积于地表,从而造成表层土SOC和SIC的富集,可将这一过程称为物理沉积过程[35];另一方面,SOC通过微生物分解增加土壤空隙中的CO_2浓度,同时与富含Ca^{2+}和Mg^{2+}土壤矿物质发生相互作用,形成次生碳酸盐,从而增加了SIC。相对较高的SOC含量可能改善土壤结构,提高透气性,影响土壤中O_2的可用性,进而对土壤的氧化还原状态和SIC的形成产生影响,可将这一过程称为化学沉积过程[36]。因此,土壤SIC的形成是非常复杂的,不仅受限于环境中非生物和生物因素的影响,SOC与SIC之间的相互转化也占土壤碳含量变化的很大比重。

4 结 论

黑河下游地区作为典型的干旱区,其土壤碳循环特征具有代表性。选择该区域进行研究,不仅能够揭示干旱区土壤碳分布的独特性,还能够为其他相似区域的土壤碳研究提供借鉴。通过对黑河下游20个胡杨林样地0~100 cm深度SOC、SIC进行研究,主要结论如下:

(1) 在以胡杨为建群种的干旱区荒漠河岸林生态系统中,0~100 cm深度土壤碳主要以SIC形式存在。

(2) SOC与SIC对环境变化存在不同响应机

制。垂直方向上，随着土壤深度增加，SOC和SIC均呈下降趋势，且前者下降更为明显。水平方向上从东河上段至下段的过程中SOC与SIC均呈现下降趋势，且也存在SOC下降更为明显的现象。后续可通过增加取样深度、查明地下水埋深状况等措施进一步加深对土壤碳空间分异的理解。

（3）土壤化学性质（Na^+、SO_4^{2-}、EC、Cl^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+）对干旱区荒漠河岸林生态系统中土壤碳的重要性大于土壤物理性质，相较SIC，其对SOC的影响更为显著。因此，在考虑干旱区荒漠河岸林生态系统土壤碳量时，不能忽视化学性质对其的影响。

参考文献（References）

[1] 高晓宇, 郝海超, 张雪琪, 等. 中国西北干旱区植被水分利用效率变化对气象要素的响应—以新疆为例[J]. 干旱区地理, 2023, 46(7): 1111-1120. [Gao Xiaoyu, Hao Haichao, Zhang Xueqi, et al. Responses of vegetation water use efficiency to meteorological factors in arid areas of northwest China: A case of Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(7): 1111-1120.]

[2] Zhang T J, Chen Y N, Ali S. Abiotic stress and human activities reduce plant diversity in desert riparian forests[J]. Ecological Indicators, 2023, 152: 110340, doi: 10.1016/j.ecolind.2023.110340.

[3] 杨玉海, 李卫红, 李慧敏, 等. 塔里木河下游退化生态系统恢复对土壤有机碳的影响[J]. 土壤通报, 2010, 41(4): 855-859. [Yang Yuhai, Li Weihong, Li Huimin, et al. Impacts of degraded ecological system restoration on soil organic carbon in inland basin of Tarim River[J]. Chinese Journal of Soil Science, 2010, 41(4): 855-859.]

[4] 马继龙, 史军辉, 王新英, 等. 洪水漫溢对塔里木河中游河岸胡杨林土壤有机碳及活性组分的影响[J]. 干旱区研究, 2023, 40(8): 1248-1257. [Ma Jilong, Shi Junhui, Wang Xinying, et al. Effects of flood overflow on soil organic carbon and active components of *Populus euphratica* forest in the middle reaches of the Tarim River[J]. Arid Zone Research, 2023, 40(8): 1248-1257.]

[5] 史尧方, 薛娴, 尤全刚, 等. 阿里荒漠区土壤有机碳分布特征及其与土壤物理性质的关系[J]. 中国沙漠, 2023, 43(3): 284-294. [Shi Yaofang, Xue Xian, You Quangang, et al. Distribution characteristics of soil organic carbon and its relationship with soil physical properties in Ali Desert area, Tibetan Plateau[J]. Journal of Desert Research, 2023, 43(3): 284-294.]

[6] Plaza C, Zaccone C, Sawicka K, et al. Soil resources and element stocks in drylands to face global issues[J]. Scientific Reports, 2018, 8: 13788, doi: 10.1038/s41598-018-32229-0.

[7] Lal R. Carbon sequestration in dryland ecosystems[J]. Environmental Management, 2004, 33(4): 528-544.

[8] Mi N, Wang S Q, Liu J Y, et al. Soil inorganic carbon storage pattern in China[J]. Global Change Biology, 2008, 14(10): 2380-2387.

[9] Song X D, Yang F, Wu H Y, et al. Significant loss of soil inorganic carbon at the continental scale[J]. National Science Review, 2021, 9(2): nwab120, doi: 10.1093/nsr/nwab120.

[10] Sparks D L. Advances in agronomy[M]. London: Academic Press, 2023: 229-265.

[11] Huang Y Y, Song X D, Wang Y P, et al. Size, distribution, and vulnerability of the global soil inorganic carbon[J]. Science, 2024, 384(6692): 233-239.

[12] Yusup A, Halik Ü, Abliz A, et al. Population structure and spatial distribution pattern of *Populus euphratica* riparian forest under environmental heterogeneity along the Tarim River, northwest China [J]. Frontiers in Plant Science, 2022, 13: 844819, doi: 10.3389/fpls.2022.844819.

[13] Peng Y, He G J, Wang G Z. Spatial-temporal analysis of the changes in *Populus euphratica* distribution in the Tarim National Nature Reserve over the past 60 years[J]. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2022, 113: 103000, doi: 10.1016/j.jag.2022.103000.

[14] 韩路, 冯宇, 李沅楷, 等. 地下水埋深对灰胡杨叶片与土壤养分生态化学计量特征及其内稳态的影响[J]. 植物生态学报, 2024, 48(1): 92-102. [Han Lu, Feng Yu, Li Yuankai, et al. Effects of groundwater depth on carbon, nitrogen, phosphorus ecological stoichiometric and homeostasis characteristics of *Populus pruinosa* leaves and soil in Tarim Basin, Xinjiang, China[J]. Chinese Journal of Plant Ecology, 2024, 48(1): 92-102.]

[15] 王振, 李均力, 张久丹, 等. 输水漫溢对塔里木河中游胡杨林恢复的影响[J]. 干旱区地理, 2023, 46(1): 94-102. [Wang Zhen, Li Junli, Zhang Jiudan, et al. Influences of ecological water conveyance on *Populus euphratica* forest restoration in the middle reaches of Tarim River[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(1): 94-102.]

[16] Dong L W, Sun Y, Ran J Z, et al. Ecosystem organic carbon storage and their drivers across the drylands of China[J]. Catena, 2022, 214: 106280, doi: 10.1016/j.catena.2022.106280.

[17] Wei G R, Zhang C L, Li Q, et al. An evaluation of topsoil carbon storage in Chinese deserts[J]. Science of the Total Environment, 2023, 872: 162284, doi: 10.1016/j.scitotenv.2023.162284.

[18] Zhang Z P, Ding J L, Zhu C M, et al. Changes in soil organic carbon stocks from 1980—1990 and 2010—2020 in the northwest arid zone of China[J]. Land Degradation & Development, 2022, 33(15): 2713-2727.

[19] 陈雨晴, 席海洋, 程文举, 等. 荒漠河岸林区3种典型植物群落下土壤碳氮含量特征[J]. 中国沙漠, 2023, 43(1): 150-159. [Chen Yuqing, Xi Haiyang, Cheng Wenju, et al. Characteristics of soil carbon and nitrogen change in three typical plant communities in desert riparian forest area[J]. Journal of Desert Research, 2023, 43(1): 150-159.]

[20] Yu T F, Feng Q, Si J H, et al. Flooding constrains tree water use of a riparian forest in the lower Heihe River Basin, northwest China [J]. Science of the Total Environment, 2021, 760: 144069, doi:

10.1016/j.scitotenv.2020.144069.

[21] 张甘霖, 龚子同. 土壤调查实验室分析方法[M]. 北京: 科学出版社, 2011: 47–70. [Zhang Ganlin, Gong Zitong. Soil survey laboratory methods[M]. Beijing: Science Press, 2011: 47–70.]

[22] 鲍士旦. 土壤农化分析[M]. 北京: 中国农业出版社, 2000: 120–147. [Bao Shidan. Soil and agricultural chemistry analysis[M]. Beijing: China Agriculture Press, 2000: 120–147.]

[23] 贡璐, 朱美玲, 刘曾媛, 等. 塔里木盆地南缘典型绿洲土壤有机碳、无机碳与环境因子的相关性[J]. 环境科学, 2016, 37(4): 1516–1522. [Gong Lu, Zhu Meiling, Liu Zengyuan, et al. Correlation among soil organic carbon, soil inorganic carbon and the environmental factors in a typical oasis in the southern edge of the Tarim Basin[J]. Environmental Science, 2016, 37(4): 1516–1522.]

[24] 杨洋, 张心昱, 苏文, 等. 新疆农田和荒漠生态系统土壤有机碳储量及影响因素分析[J]. 生态学报, 2024, 44(14): 1–12. [Yang Yang, Zhang Xinyu, Su Wen, et al. Soil organic carbon storage and its influencing factors in farmland and desert ecosystems in Xinjiang[J]. Acta Ecologica Sinica, 2024, 44(14): 1–12.]

[25] 侯浩, 张宋智, 关晋宏, 等. 小陇山不同林龄锐齿栎林土壤有机碳和全氮积累特征[J]. 生态学报, 2016, 36(24): 8025–8033. [Hou Hao, Zhang Songzhi, Guan Jinhong, et al. Accumulation of soil organic carbon and total nitrogen in *Quercus aliena* var. *acuteserrata* forests at different age stages in the Xiaolongshan Mountains, Gansu Province[J]. Acta Ecologica Sinica, 2016, 36(24): 8025–8033.]

[26] 雒琼, 王玉刚, 邓彩云, 等. 干旱区土壤剖面无机碳分布及其与盐碱性的关系[J]. 水土保持学报, 2017, 31(5): 240–246. [Luo Qiong, Wang Yugang, Deng Caiyun, et al. Distribution of inorganic carbon in soil profile and its relationship with soil saline-alkali property in arid area[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2017, 31(5): 240–246.]

[27] 张宇恒, 刘春, 付智勇, 等. 坡面水文过程与土壤有机碳迁移研究进展[J]. 土壤通报, 2023, 54(3): 730–738. [Zhang Yuheng, Liu Chun, Fu Zhiyong, et al. Research progress of hydrological process and soil organic carbon migration in slope field[J]. Chinese Journal of Soil Science, 2023, 54(3): 730–738.]

[28] Zhou H, Gan F L, Dai Q H, et al. Migration of dissolved carbon on bare karst slopes in soil in response to natural rainfall events[J]. Geoderma, 2023, 436: 116527, doi: 10.1016/j.geoderma.2023.116527.

[29] Hassani A, Smith P, Shokri N. Negative correlation between soil salinity and soil organic carbon variability[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2024, 121(18): e2317332121, doi: 10.1073/pnas.2317332121.

[30] Yang R M, Yang F. Impacts of *Spartina alterniflora* invasion on soil inorganic carbon in coastal wetlands in China[J]. Soil Science Society of America Journal, 2020, 84(3): 844–855.

[31] Huang P, Zhang J B, Xin X L, et al. Proton accumulation accelerated by heavy chemical nitrogen fertilization and its long-term impact on acidifying rate in a typical arable soil in the Huang-Huai-Hai Plain[J]. Journal of Integrative Agriculture, 2015, 14(1): 148–157.

[32] Harley A D, Gilkes R J. Factors influencing the release of plant nutrient elements from silicate rock powders: A geochemical overview [J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 2000, 56: 11–36.

[33] Pan J X, Wang J S, Tian D S, et al. Biotic factors dominantly determine soil inorganic carbon stock across Tibetan alpine grasslands [J]. Soil, 2022, 8(2): 687–698.

[34] Gao Y, Dang P, Zhao Q X, et al. Effects of vegetation rehabilitation on soil organic and inorganic carbon stocks in the Mu Us Desert, northwest China[J]. Land Degradation & Development, 2018, 29(4): 1031–1040.

[35] de Nijs E A, Cammeraat E L. The stability and fate of soil organic carbon during the transport phase of soil erosion[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 201: 103067, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103067.

[36] Tong L S, Fang N F, Xiao H B, et al. Sediment deposition changes the relationship between soil organic and inorganic carbon: Evidence from the Chinese Loess Plateau[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2020, 302: 107076, doi: 10.1016/j.agee.2020.107076.

Spatial differentiation and its influencing factors of soil carbon in *Populus euphratica* Oliv. forest in the lower reach of Heihe River

YIN Yidan[1,2], YU Tengfei[1,3,4], HAN Tuo[1,3,4], TAN Tianyi[5], CHEN Xiaoling[5]

(1. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Ecological Safety and Sustainable Development in Arid Lands, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China; 4. Alxa Desert Eco-Hydrology Experimental Research Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China; 5. Ejin Banner Forestry and Grassland Bureau, Alagxa 737300, Inner Mongolia, China)

Abstract: The distribution of soil carbon in desert riparian forests is shaped by multiple factors. This study examines the Ejina Oasis in the lower reaches of the Heihe River, China. Soil samples from 20 *Populus euphratica* Oliv. plots at depths of 0−100 cm were analyzed to investigate the spatial variation of soil organic carbon (SOC) and soil inorganic carbon (SIC) and their influencing factors. The results reveal: (1) The mean SOC and SIC contents in the 0−100 cm soil layer were 2.90 $g\cdot kg^{-1}$ and 10.79 $g\cdot kg^{-1}$, respectively, with SIC being 3.72 times of SOC. (2) Vertically, both SOC and SIC contents exhibited a declining trend with increasing soil depth, while horizontally, SOC and SIC from the upper to lower sections of East River of the Heihe River show a decreasing trend, but the total amount of SIC is still greater than SOC. This suggests that inorganic carbon predominates in the lower reaches of inland rivers in arid regions. (3) Soil physical and chemical properties showed a stronger explanatory power for SOC, whereas their influence on SIC was comparatively lower. Specifically, soil chemical properties such as electrical conductivity (EC), sodium ion (Na^+), sulfate (SO_4^{2-}), chloride ion (Cl^-), calcium ion (Ca^{2+}), magnesium ion (Mg^{2+}), and potassium ion (K^+) had the most significant influence on SOC. In conclusion, the soil carbon pool in desert riparian forests in the lower reaches of inland river basins in arid areas is predominantly composed of SIC, with notable spatial variations in both horizontal and vertical directions. Basic cations are identified as the primary factor influencing SOC spatial differentiation, while soil sand content and bulk density are the key factors affecting SIC spatial differentiation.

Key words: riparian *Populus euphratica* Oliv. forest; soil carbon; distribution characteristics; influencing factor; Heihe River Basin